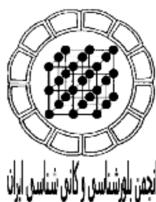
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۴، از صفحهٔ ۵۱۷ تا ۵۳۲



ژئوشیمی، سنگ‌زایی و کانی‌زایی سنگ‌های نفوذی نامن، جنوب غربی پهنه‌ی سبزوار

سید علی مظهری[1]*، وحید مجتهدی فر[2]، عبدالرضا جعفریان[2]

۱- دانشگاه پیام نور، گروه علمی زمین شناسی، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵- ایران

۲- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شاهرود، گروه زمین شناسی، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۹۳/۶/۳۱ ، نسخه نهایی: ۹۳/۸/۲۸)

چکیده: توده‌ی نفوذی نامن در جنوب غربی پهنه‌ی سبزوار قرار دارد و از سه فاز ماگمایی مختلف شامل دو واحد گرانیتوئیدی و یک واحد بازی، تشکیل شده است. تمام سنگ‌های نفوذی ماهیت آهکی- قلیایی داشته و دارای خواص ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش هستند. سینوگرانیت‌های نامن (واحد SG) که در دمای بالا تشکیل شده‌اند، سرشار از عناصر HFSE همچون Ga، Nb، Ta و Zr هستند و در رده‌ی گرانیتوئیدهای آلومین نوع A قرار می‌گیرند. این فاز ماگمایی در اثر ذوب سنگ‌های فلسی حاصل شده است. فاز اصلی در توده‌ی نامن (واحد BG) مجموعه‌ای از سنگ‌های گرانتوئیدی متنوع (گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و کوارتز دیوریت) را در بر می‌گیرد. این واحد دارای خواص گرانیتوئیدهای نوع I بوده و از ذوب آمفیبولیت‌های پوسته‌ی تحتانی حاصل شده است. سنگ-های مافیک عبارتند از هورنبلند گابرو با بافت انباشتی متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز. کانسنگ مگنتیت به صورت قطعات مدور در برخی رخنمون‌های این واحد مشاهده می‌شود. گابروهای میزبان مگنتیت (MHB) در مقایسه با گابروهای دیگر (HB) غنی از کلسیم و عناصر فلزی V، Cr، Co، Cu و Zn هستند ولی از نظر عناصر ناسازگار LILE و HFSE به شدت تهی شده‌اند. جدایش فاز فرار طی شکل گیری ماگمای گابرویی موجب جدایش ماگمای اولیه شده است. بخش غنی از F و P در نهایت به HB تبدیل شده و بخش غنی از آب و S سنگ‌های MHB را شکل داده است.

واژه‌های کلیدی: *ژئوشیمی؛ سنگ شناسی؛ مگنتیت؛ توده نامن؛ پهنه سبزوار.*

مقدمه

پهنه سبزوار (SZ) در شمال شرقی ایران شامل بزرگترین مجموعه‌ی افیولیتی ایران مرکزی است. علاوه بر سنگ‌های ستون افیولیتی، گستره‌ی گسترده‌ای از انواع سنگ‌های ماگمایی در سرتاسر این پهنه (چه در داخل مجموعه افیولیتی و چه در خارج آن) مشاهده می‌شود. تشکیل بسیاری از این سنگ‌های آذرین در SZ را همانند سایر نواحی پیرامون خردقاره-ی ایران مرکزی، به فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه- سنوزوئیک نسبت داده‌اند [۱-۳]. پهنه‌ی سبزوار به علت وسعت و اهمیت تکتونوماگمایی، از دیرباز مورد توجه زمین شناسان قرار گرفته و بررسی‌های مختلف سنگ-شناسی و ساختاری روی آن صورت گرفته است. هرچند در سال‌های اخیر داده‌های ژئوشیمیایی از سنگ‌های آذرین SZ افزایش چشمگیری یافته است [۲، ۴-۷]، این داده‌ها به نسبت تنوع و گستردگی سنگ‌های ماگمایی ناچیزند و توجه بیشتر به آنها برای شناخت بهتر شکل گیری زمین ساختی ماگمایی ضروری است. گرانیتوئیدها و مجموعه‌ی سنگ‌های نفوذی بخش قابل توجهی از فعالیت‌های ماگمایی SZ را تشکیل می-دهند و می‌توانند اطلاعات با ارزشی در ارتباط با تکامل زمین-شناختی ناحیه فراهم آورند. سنگ‌های نفوذی نیز تنوع و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۴۴۶۴۲۰۱۲، نمابر: ۰۵۱۴۴۶۵۷۵۳۱، پست الکترونیکی: s_mazhari@pnu.ac.ir

گسترش قابل توجهی دارند و شامل پلاژیوگرانیت‌ها [۸] و گرانیتوئیدهای آداکیتی [۲] در داخل کمربند افیولیتی و مجموعه‌ی سنگ‌های نفوذی در خارج از آن [۳، ۷] می‌شوند. توده‌ی نفوذی نامن در جنوب غربی پهنه‌ی سبزوار، با وجود گستردگی کم، دارای تنوع قابل توجه است. پیدایش کانسنگ مگنتیت در این توده نیز بر اهمیت بررسی سنگ‌شناسی این سنگ‌ها می‌افزاید. در این پژوهش برای اولین بار داده‌های ژئوشیمیایی این توده ارائه شده، و ویژگی‌های صحرایی، سنگ-نگاری و سنگ زایی آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال شرقی ایران واقع شده است و در تقسیم بندی مناطق زمین شناسی ایران در قلمرو ایران مرکزی قرار دارد. پیلگر از این ناحیه به عنوان پهنه‌ی سبزوار یاد کرده است [۹] و علوی در نقشه‌ی زمین ساختی خاورمیانه پهنه‌ی سبزوار را از ایران مرکزی جدا کرده است [۱۰]. کمربند افیولیتی بیشترین وسعت را در پهنه‌ی سبزوار تشکیل می‌دهد که به‌صورت نواری با روند تقریبی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در حاشیه‌ی شمال شرقی ایران مرکزی واقع شده‌است. این مجموعه افیولیتی شامل کلیه بخش‌های یک دنباله‌ی افیولیتی است که کاملاً تکتونیزه شده و بین بخش‌های مختلف گسستگی ایجاد کرده است (شکل ۱الف). افیولیت سبزوار شامل بخش گوشته‌ای سرپانتینیزه شده و دنباله‌ی سنگ‌های رسوبی- شیمیایی، دایک‌های دیابازی و گابروهای لایه‌ای و توده‌ای است که سن کرتاسه پسین تا پالئوسن را به آن نسبت داده‌اند [۴، ۸]. علاوه براین، سنگ‌های بازی دگرگون شده (شیست آبی، شیست سبز و آمفیبولیت) در اندازه‌های مختلف نیز در مجموعه‌ی افیولیتی دیده می‌شوند (شکل ۱الف). این سنگ‌ها در کرتاسه پیشین (آلبین) دستخوش بیشترین دگرگونی شده‌اند [۱، ۱۱].

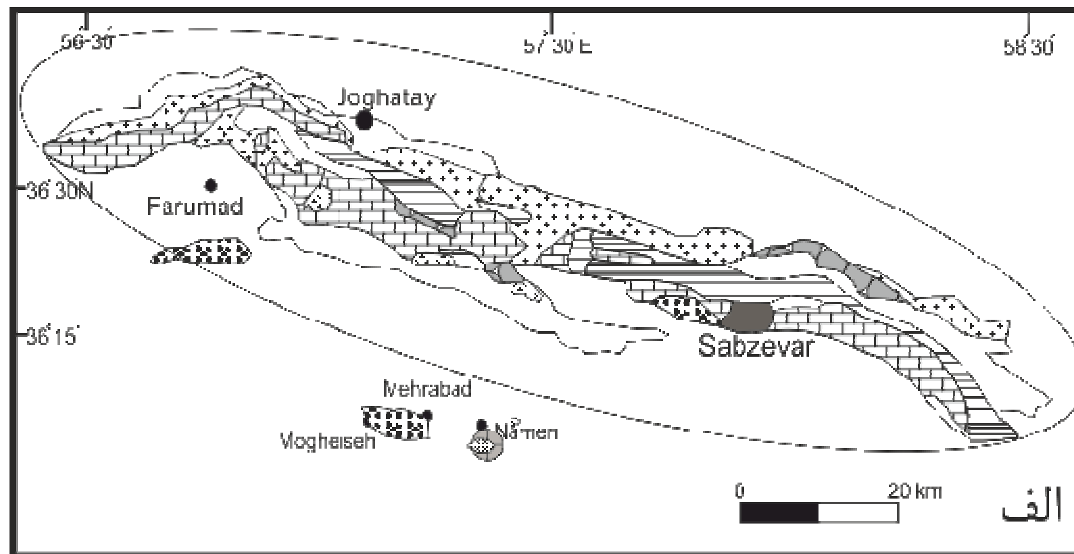
علاوه بر سنگ‌های آذرین وابسته به دنباله‌ی افیولیتی که در پهنه‌ی سبزوار ظاهر شده‌اند، گسترش قابل ملاحظه‌ای از این ناحیه به وسیله سنگ‌های ماگمایی ناافیولیتی پوشیده شده است (شکل ۱الف). این سنگ‌ها یا به‌صورت توده‌های نفوذی، نیمه عمیق و روانه‌های خروجی در نوار مجموعه‌ی افیولیتی رخنمون یافته‌اند [۴، ۵] و یا در خارج از نوار افیولیتی (در نیمه‌ی جنوبی SZ) قرار گرفته‌اند [۳، ۷]. در نقشه‌های زمین-شناسی، از این توده‌ها به‌عنوان بخشی از ماگماتیسم سنوزوئیک یاد شده است. بااین حال داده‌های سال سنجی جدید حاصل از تعیین سن تعداد نمونه‌های محدود از توده‌های ارغش (جنوب شرقی SZ) [۳] و کوه‌میش (جنوب SZ) [۷]، سن کرتاسه را برای تشکیل این توده‌ها پیشنهاد می‌کند.

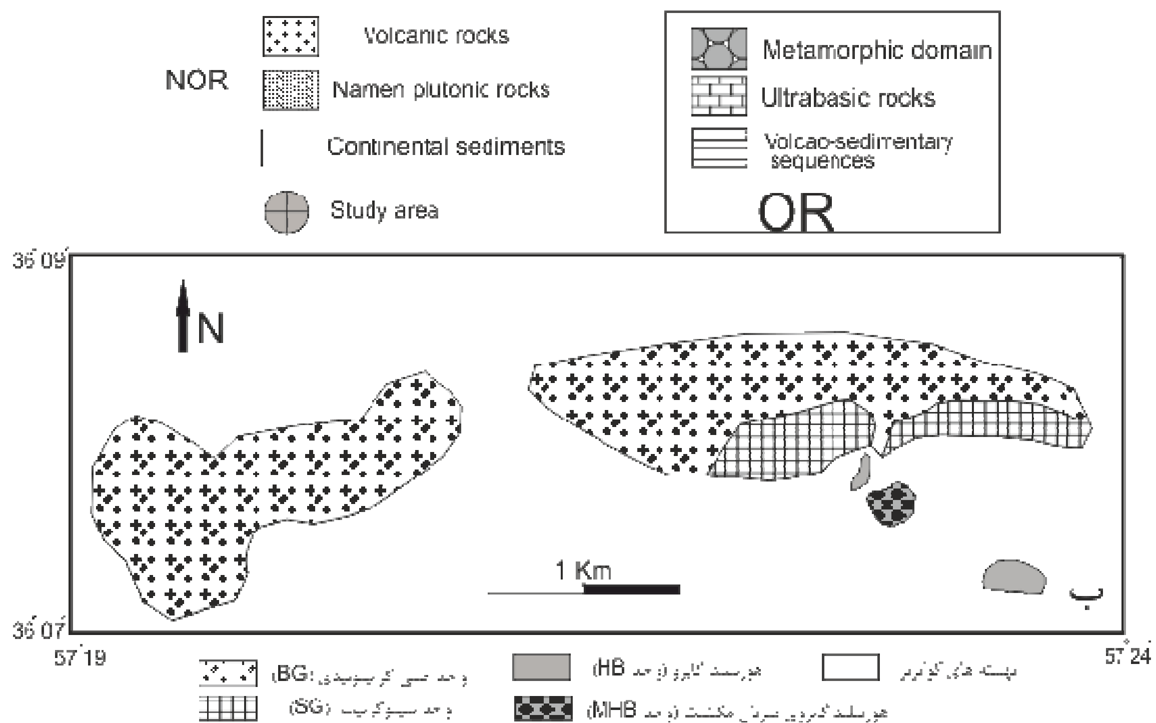
توده مورد بررسی در ۳۵ کیلومتری غرب سبزوار و در جنوب روستای نامن واقع شده است. این منطقه در جنوب غربی SZ و در خارج از مجموعه‌ی نوار افیولیت ملانژی قرار گرفته است (شکل۱). سنگ‌های نفوذی در نهشته‌های کواترنر رخنمون یافته‌اند و با واحدهای سنگ‌شناسی دیگر منطقه مرز مشترک ندارند. واحدهای افیولیتی با فاصله‌ای حدود ۲۰ کیلومتر در شمال قرار گرفته‌اند. نزدیکترین سنگ‌های آذرین به این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی-نیمه عمیقی هستند که در حدود ۱۰ کیلومتری غرب این توده (ونیز یک رخنمون کوچک در شمال توده) واقع شده‌اند. این سنگ‌های آتشفشانی ماهیت آداکیتی دارند [۶].

توده‌ی نفوذی نامن را براساس ویژگی‌های صحرایی می‌توان به سه گروه تقسیم کرد. گروه اول سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند که تنوع چشمگیری دارند (واحد BG، شکل ۱ب). رنگ ظاهری آن‌ها از خاکستری روشن تا خاکستری تیره تغییر می-کند. دسته‌ی دوم گرانیت‌های رنگی روشن هستند که روی زمین به رنگ زرد تا کِرِم دیده می‌شوند (واحد SG، شکل ۱ب)، گروه سوم سنگ‌هایی هستند که با ظاهری تیره و ترکیب مافیک تر به صورت رخنمون‌های کوچک درجنوب توده ظاهر شده‌اند (شکل ۱ب، واحد HB). در یکی از این رخنمون‌های این واحد قطعات گرد کانسنگ مگنتیت ظاهر شده و فعالیت-های معدنی محدود نیز روی آن صورت گرفته است (واحد MHB، شکل ۱ب).

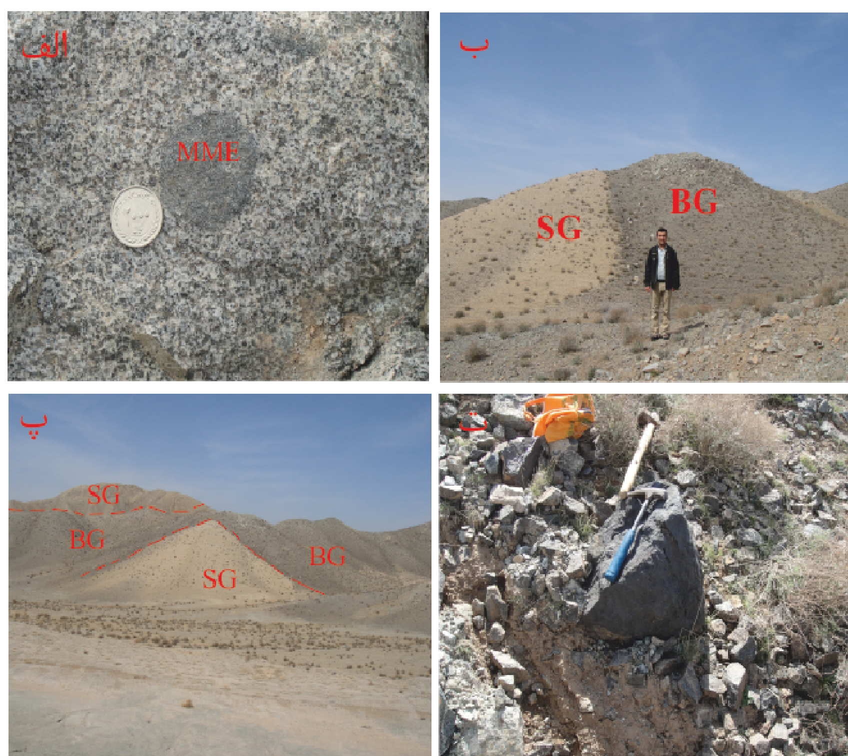
واحد BG را می‌توان به‌عنوان واحد گرانیتوئیدی اصلی شناخت. چنانکه پیش از این گفته شد این واحد تنوع زیادی را نشان می‌دهد. برونبوم‌های ریزدانه‌ی مافیک (MME) به‌صورت محدود در برخی رخنمون‌های BG، به ویژه در سنگ‌های مافیک‌تر، دیده می‌شوند (شکل ۲الف). مرز بین واحد BG و SG در بیشتر مناطق کاملاً مشخص (sharp) است (شکل ۲ب) و معمولاً به‌صورت مرز تدریجی دیده نمی‌شود. در مرکز توده روابط ظاهری چنین نشان می‌دهد که واحد BG گرانیت‌های SG را قطع کرده است (شکل ۲پ). هوازدگی و دگرسانی به صورت جزئی در بخشی از رخنمون‌های واحد BG دیده می-

شود، ولی گرانیت‌های واحد SG به شدت هوازده وخرد شده هستند به طوری که پیدا کردن نمونه‌ی سالم بسیار مشکل است. از نظر ظاهری نیز همه‌ی سنگ‌های واحد SG، لوکوکرات با میزان کانی های مافیک پایین هستند. در جنوب توده، سنگ‌های نفوذی مافیک به‌صورت رخنمون‌های محدود و پراکنده دیده می‌شوند. مرز مشترک بین سنگ‌های مافیک و گرانیتوئیدها وجود ندارد. در رخنمون مرکزی سنگ‌های مافیک (واحد MHB، شکل ۱ب) کانسنگ مگنتیت به‌صورت قطعات پراکنده دیده می‌شود (شکل ۲ت). این قطعات به شکل مدور در درون گابروها جا گرفته‌اند و آثار دگرسان (منطقه‌های دگرسانی) در سنگها مشاهده نمی‌شود.





شکل۱ (الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به کمربند افیولیتی سبزوار در نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده (تصحیح شده از [۱۱]). مجموعه افیولیتی درون بیضوی نشان داده شده است. OR= سنگ‌های وابسته به دنباله‌ی افیولیتی؛ NOR= سنگ‌های غیر افیولیتی. (ب) نقشه ساده زمین شناسی توده نامن.



شکل۲ (الف) یک نمونه از برونبوم ریز دانه مافیک (MME) در کوارتز دیوریت‌های واحد BG. (ب) مرز مشخص بین واحدهای BG و SG. (پ) رابطه صحرایی دو واحد گرانیتوئیدی توده نامن. در بیشتر رخنمون‌ها واحد BG سینوگرانیتهای SG را قطع کرده است. (ت) یک نمونه از کانسنگ مگنتیت موجود در هورنبلند گابروهای نامن.

سنگ نگاری

براساس شمارش مُدی، گرانیتوئیدهای واحد BG در گستره‌ی گرانودیوریت، کوارتزمونزودیوریت و کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند. سنگ‌های BG متوسط تا درشت دانه (Ø=۰/۲-۳ cm) با بافت اصلی دانه‌ای و گاه پورفیری هستند. پلاژیوکلاز (V% ۵۵-۴۰)، کوارتز (۳۵-۳)، آمفیبول (۳۰-۵) و فلدسپار قلیایی (۱۵-۲) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی واحد BG هستند. پلاژیوکلاز به‌صورت نیمه‌شکلدار و با ماکل پلی سنتتیک ظاهر شده و گاه حاوی ادخال‌های کوارتز، آپاتیت و پلاژیوکلازهای اولیه است. بافت‌های منطقه‌بندی پیچیده (همچون sieved (patchy) textures و oscillatory zoning) در برخی دانه‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. کوارتز به‌صورت بی‌شکل با خاموشی موجی و حاوی ادخال‌های زیرکن، آپاتیت، آمفیبول و بیوتیت دیده می‌شود. در برخی موارد دانه‌های کوارتز بافت میان دانه‌ای (interstitial texture) نشان می‌دهد و پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک را در برمی‌گیرد. آمفیبول به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و حاوی ادخال‌های زیرکن، کوارتز، آپاتیت، کانی‌های کدر و به ندرت پلاژیوکلاز است و گاهی به وسیله‌ی بیوتیت جانشین می‌شود. بیوتیت، تیتانیت، آپاتیت و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی و کلریت، کلسیت، سریسیت، تیتانیت ثانویه و اپیدوت کانی‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول و فلدسپار در این سنگ‌ها را شکل می‌دهند.

با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، سنگ‌های واحد SG ترکیب تقریباً یکنواخت با کانی‌های اصلی کوارتز (V% ۴۵-۴۰)، فلدسپار قلیایی (۴۵-۴۰) و پلاژیوکلاز (۲۰-۱۰) دارند. فلدسپار قلیایی فراوان‌ترین کانی در سینوگرانیت‌هاست که به شکل بلورهای لوحی پرتیتی، ارتوکلاز یا میکروکلین دیده می‌شوند. گاهی هم به‌صورت هم رشدی ریزدانه با کوارتز با ابعاد مختلف (Ø=۰/۵-۲ cm) و بیشتر به شکل پورفیری دیده می‌شوند. کوارتز به شکل گروه‌های ریز دانه بین فلدسپارها یا به شکل بلورهای خلیجی شکل دیده می‌شود. کوارتز به‌صورت رگه‌های کوارتزی دوباره متبلور شده نیز شکاف‌ها و درزه‌ها را پر کرده است. آلبیت بلورهایی شکل‌دار منفرد تشکیل می‌دهد یا به شکل بلورهای ریزی ظاهر می‌شوند که به‌وسیله فلدسپار پتاسیم محاط شده‌اند. بیوتیت تنها کانی مافیک اولیه قابل تشخیص در گرانیت SG است که در تمام نمونه‌ها دیده شد.

بیوتیت معمولاً به صورت میان دانه‌ای نسبت به فلدسپار پتاسیم قرار می‌گیرد اما ممکن است به شکل دانه‌های نیمه شکل‌دار نیز در برخی بخش‌های سنگ دیده شود. اپیدوت، سرسیت وکلریت ازجمله کانی‌های ثانویه موجود در SG هستند که در اثر دگرسانی فلدسپار و بیوتیت حاصل شده‌اند.

به علت فراوانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مافیک توده‌ی نامن، آن‌ها را می‌توان تحت عنوان هورنبلند گابرو نامگذاری کرد. از نظر سنگ‌نگاری هورنبلند گابروی میزبان مگنتیت (MHB) و سایر گابروها (HB) ترکیب یکسان دارند. سنگ‌های مافیک میان دانه (Ø=۰/۲-۱ cm) با بافت گرانولار و کومولایی هستند. پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و کانی اصلی تشکیل دهنده‌ی این واحد سنگی است. آمفیبول کانی اصلی دیگر است که بیشتر به شکل هورنبلندهای سبز رنگ در مقاطع نازک ظاهر می‌شود. هورنبلند بدون شکل است و معمولاً فضای خالی بین بلورهای دیگر را پر می‌کند. این دو کانی در مجموع بالای ۸۰ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن حدود ۵ درصد مُدی این سنگ‌ها را شامل می‌شود که به‌صورت بلورهای نیمه شکل‌دار در هسته‌ی آمفیبول‌ها ظاهر می‌شود. اکسیدهای آهن دیگر سازای گابروهای نامن هستند که در سنگ میزبان مگنتیت بیش از ۵ درصد و در گابروهای دیگر کمتر از آن را در برمی‌گیرند. تیتانیت، آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کلریت، سریسیت، تیتانیت ثانویه، کلسیت و اپیدوت کانی‌های حاصل از دگرسانی (کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز) در سنگ‌های مافیک نامن هستند.

روش پژوهش

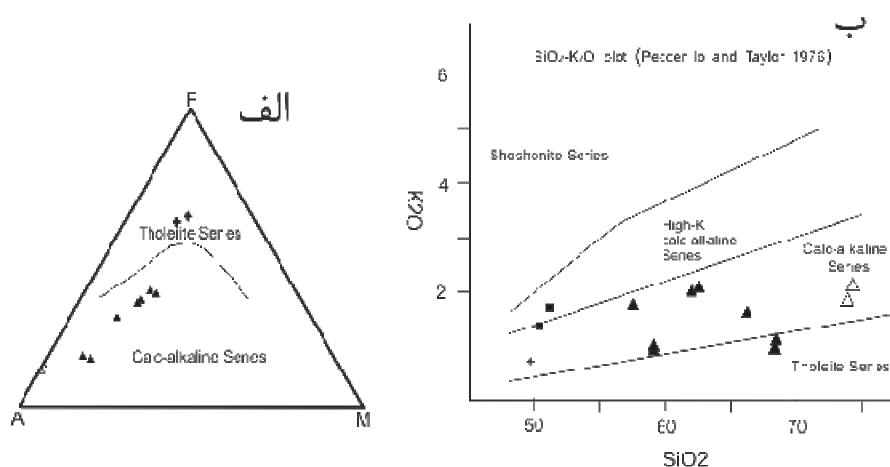
پس از انجام مطالعات و بررسی‌های دقیق میدانی و کتابخانه‌ای، نمونه برداری هدفمند از سنگ‌های توده نفوذی نامن به عمل آمد و ۴۰ نمونه سنگی برداشت گردید. از نمونه‌های جمع‌آوری شده مقطع نازک تهیه گردید و مطالعه سنگ نگاری بر روی آن‌ها صورت گرفت. از میان نمونه‌های برداشته شده ۱۳ نمونه‌ی سالم و دگرسان نشده (شامل ۴ نمونه هورنبلند گابرو، ۷ نمونه از واحد BG و ۲ نمونه از واحد SG) برای انجام آزمایش‌های ژئوشیمیایی انتخاب گردیدند. نمونه‌ها به روش‌های XRF و ICP-MS، به ترتیب در شرکت اهورا مزدا و آزمایشگاه ACME کانادا، مورد تجزیه قرار گرفتند. میزان اکسیدهای اصلی و Zr به وسیله فلوئورسانس اشعه ایکس (XRF) پس از گدازش با تترابورات لیتیم تعیین گردید. دقت آزمایش ۱/۵٪± برای تمرکز ۱۰٪ وزنی و ۲/۵٪ برای ppm Zr ۱۰۰ است. میزان عناصر کمیاب توسط ICP-MS تعیین شد. فلوئور نمونه‌های گابرویی به شیوه الکترود یونی (ion-electrode) در مرکز تحقیقات الکتروشیمیایی دانشگاه تهران تعیین گردید.

برداشت

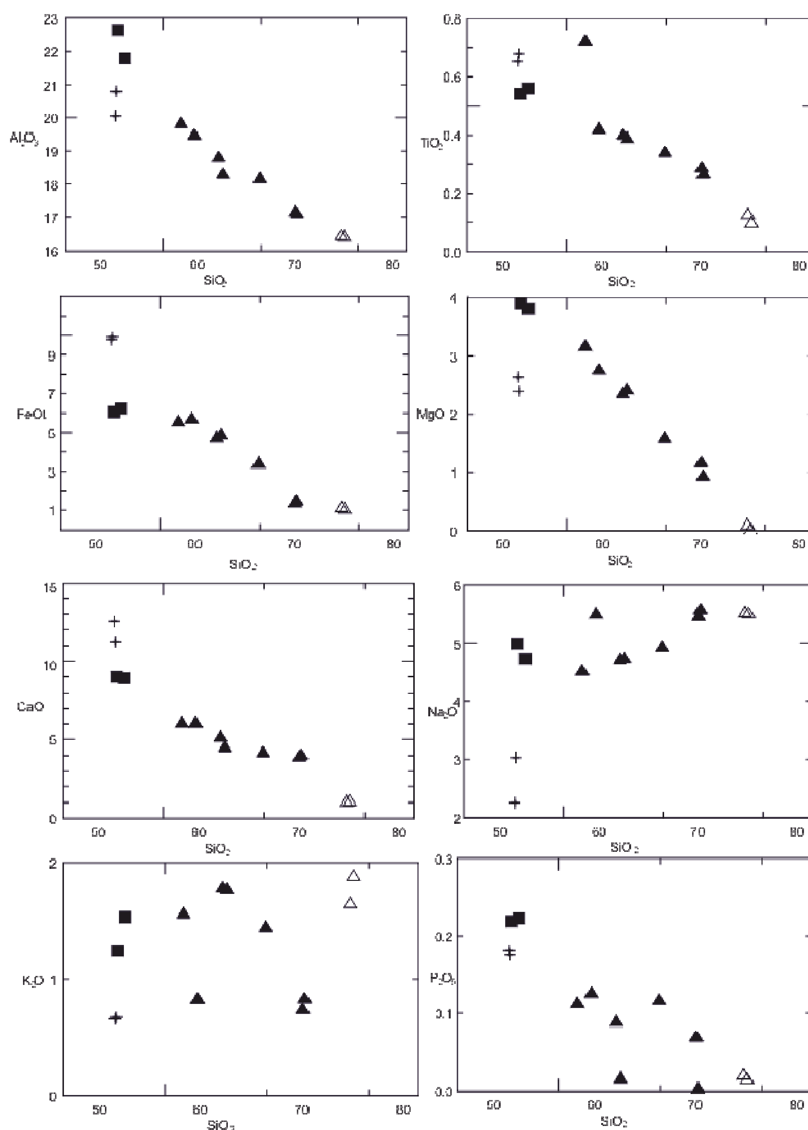
نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی در جدول۱ آورده شده اند. بیشتر سنگ‌های نفوذی توده‌ی نامن ماهیت آهکی-قلیایی دارند (شکل۳). گرانیتوئیدهای واحد BG متنوع‌ترین سنگ‌های توده‌ی نامن هستند. گستره‌ی تغییرات عناصر در این واحد عبارت است از: SiO_2 (۵۶/۹-۶۸/۷ wt%)، TiO_2 (۰/۱۲-۰/۷۲)، (۱۷/۱-۱۹/۸) Al_2O_3، FeO_t (۱/۳-۵/۷)، MgO (۰/۹-۳/۱۷) و (۶-۹/۳) CaO. ترکیب اکسیدهای اصلی در سینوگرانیت‌های واحد SG یکنواخت با میزان سیلیسیوم (SiO_2 = ۷۳/۲۶-۷۳/۵۹)، سدیم (Na_2O = ۵/۴۹-۵/۵۰) و پتاسیم (K_2O = ۱/۶۴-۱/۸۸) بالاتر و منیزیوم (MgO = ۰/۰۷)، کلسیم (CaO = ۰/۹۹-۱/۰۳)، آهن (FeO_t = ۰/۹۹-۱/۰۳) و تیتانیوم (TiO_2 = ۰/۰۹-۰/۱۲) کمتر نسبت به سنگ‌های BG است (جدول۱). با توجه به ضریب اشباع از آلومینیوم [نسبت مولار $ASI = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$] گرانیتوئیدهای واحد BG متاآلومین تا کمی پرآلومین (ASI = ۰/۹۳-۱/۰۶) هستند در حالی که سینوگرانیت‌های SG به شدت پرآلومین (ASI = ۱/۲۶-۱/۳۰) هستند. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های نفوذی توده‌ی نامن در شکل ۴ ارائه شده اند. از بررسی این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که در سنگ‌های گرانیتوئیدی به‌طور کلی با افزایش میزان SiO_2 از مقادیر FeOt، Al_2O_3، CaO، TiO_2، MgO و P_2O_5 کاسته و بر میزان Na_2O و K_2O افزوده می‌شود (شکل۴). این روندها را می‌توان به تبلور کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، هورنبلند، مگنتیت و آپاتیت، به ویژه در واحد BG، نسبت داد. بررسی ترکیب عناصر کمیاب (جدول۱) و روند تغییرات این عناصر با SiO_2 (شکل۵) تفاوت‌های قابل توجهی را در دو واحد گرانیتوئیدی توده‌ی نامن مشخص می‌سازد. روابط بین عناصر کمیاب در واحد SG در بسیاری از نمودارها با گرانیتوئیدهای BG هماهنگی ندارد. به‌عنوان مثال میزان Rb، Ba، La وNb در واحد BG با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد در حالی‌که نمونه‌های SG با دارا بودن بالاترین مقادیر SiO_2، حاوی میزان بالایی از این عناصر هستند (شکل۵).

جدول۱ نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و کمیاب (ppm) نمونه‌های انتخاب شده از توده نامن. ASI = ضریب اشباع آلومینیوم و TZr = دمای اشباع از زیرکن به درجه سانتی‌گراد.

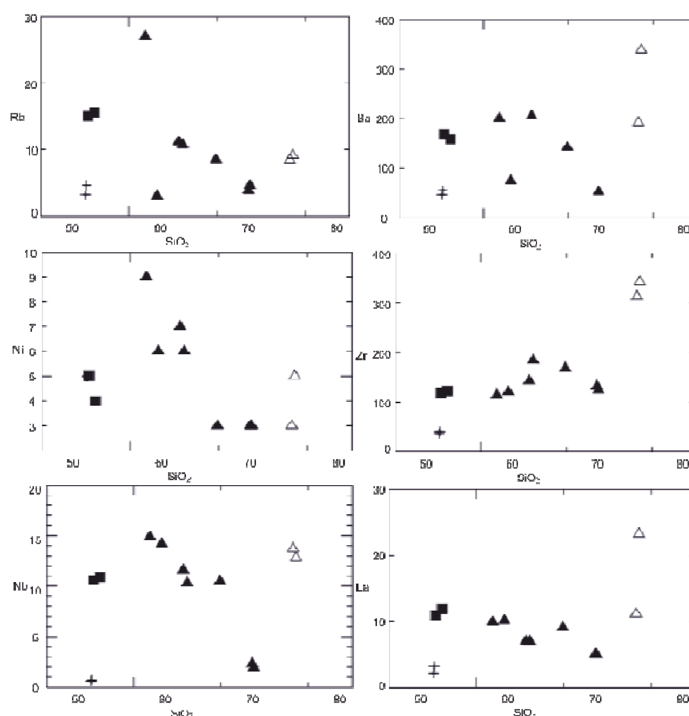
Sample No	MO16	MO14	MO17	MO18	MO1	MO10	MO3	MO2	MO13	MO7	MO8	MO11	MO12
ID	MHB	MHB	HB	HB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	SG	SG
SiO_2	۵۰٫۱۳	۵۰٫۲۲	۵۰٫۳۸	۵۱٫۱۲	۵۶٫۸۷	۵۸٫۲۲	۶۰٫۶۷	۶۱٫۱۳	۶۴٫۸۹	۶۸٫۵۸	۶۸٫۷۵	۷۳٫۲۶	۷۳٫۵۹
TiO_2	۰٫۶۵	۰٫۶۸	۰٫۵۴	۰٫۵۶	۰٫۷۲	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۳۴	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۱۲	۰٫۰۹
Al_2O_3	۲۰٫۰۴	۲۰٫۷۹	۲۲٫۶۴	۲۱٫۷۹	۱۹٫۸۱	۱۹٫۴۶	۱۸٫۷۹	۱۸٫۲۸	۱۸٫۱۵	۱۷٫۱۵	۱۷٫۰۹	۱۶٫۴۲	۱۶٫۳۹
FeOt	۹٫۷۷	۹٫۹۲	۶٫۰۶	۶٫۲۳	۵٫۵۴	۵٫۶۸	۴٫۷۱	۴٫۸۵	۳٫۳۶	۱٫۳۴	۱٫۴۴	۱٫۰۹	۱٫۰۱
MgO	۲٫۶۳	۲٫۳۹	۳٫۹۱	۳٫۸۲	۳٫۱۵	۲٫۷۵	۲٫۳۴	۲٫۴۰	۱٫۵۸	۱٫۱۵	۰٫۹۲	۰٫۰۷	۰٫۰۰
MnO	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴
CaO	۱۲٫۵۳	۱۱٫۲۷	۸٫۹۸	۸٫۹۲	۶٫۰۱	۶٫۰۰	۵٫۱۰	۴٫۴۷	۴٫۱۴	۳٫۸۹	۳٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۳
Na_2O	۲٫۲۵	۳٫۰۳	۴٫۹۹	۴٫۷۲	۴٫۵۰	۵٫۴۸	۴٫۷۰	۴٫۷۲	۴٫۹۲	۵٫۴۴	۵٫۵۶	۵٫۵۰	۵٫۴۹
K_2O	۰٫۶۶	۰٫۶۷	۱٫۲۴	۱٫۵۳	۱٫۵۵	۰٫۸۲	۱٫۷۸	۱٫۷۶	۱٫۴۴	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۱٫۶۴	۱٫۸۸
P_2O_5	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱
L.OI.	۰٫۹۳	۰٫۹۷	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۷۹	۰٫۸۸	۰٫۹۲	۱٫۶۶	۰٫۹۷	۱٫۲۳	۰٫۹۶	۰٫۷۲	۰٫۳۶
SO_3	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
Sum	۱۰۰٫۱	۱۰۰٫۴	۱۰۰٫۱	۱۰۰٫۱	۱۰۰٫۲	۹۹٫۹۳	۹۹٫۶۲	۹۹٫۷۶	۹۹٫۹۵	۹۹٫۸۶	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۹
ASI	۰٫۷۴	۰٫۷۹	۰٫۸۸	۰٫۸۵	۰٫۹۹	۰٫۹۴	۰٫۹۹	۱٫۰۳	۱٫۰۶	۱٫۰۲	۰٫۹۹	۱٫۳۰	۱٫۲۷
TZr	۶۰۳٫۲	۶۲۱٫۵	۶۹۵٫۹	۶۹۷٫۶	۷۲۸٫۱	۷۲۷٫۴	۷۵۳٫۴	۷۸۰٫۳	۷۸۰٫۵	۷۶۰٫۷	۷۵۳٫۱	۸۷۰٫۹	۸۷۷٫۷
F	۴۸۵	۴۶۷	۹۸۰	۱۰۳۸									
Rb	۳٫۲	۴٫۶	۱۵	۱۵٫۶	۲۷	۳	۱۱٫۲	۱۰٫۷	۸٫۵	۳٫۸	۴٫۶	۸٫۴	۹٫۱
Be	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹
Sr	۶۱۹٫۸	۶۲۹٫۶	۷۶۰٫۱	۷۵۳٫۵	۳۸۳٫۲	۳۵۹٫۴	۳۴۹٫۳	۳۴۵٫۶	۳۳۵٫۵	۲۳۵٫۲	۲۲۸٫۹	۸۶٫۴	۱۰۲٫۴
Ba	۴۶	۵۵	۱۶۸	۱۵۹	۲۰۰	۷۴	۲۰۵	۱۸۱	۱۴۲	۵۲	۷۸	۱۹۲	۳۳۹
Sc	۱۷٫۶	۱۷٫۷	۲۴٫۱	۲۵٫۶	۱۲٫۳	۲۶٫۳	۱۹٫۲	۱۷٫۸	۱۳٫۵	۱۱٫۳	۱۰٫۹	۶٫۷	۶٫۹
V	۲۵۳٫۲	۲۶۹٫۱	۲۱۳٫۲	۲۱۹٫۴	۱۷۱٫۸	۱۵۳٫۲	۱۴۵٫۵	۱۲۷٫۶	۷۷٫۷	۴۷٫۹	۴۶٫۸	۸٫۲	۵٫٫۲
Cr	۱۶	1۲۱	۹	۱۰	۱۷	۲۸	۵۸	۳۹	۲۵	۴۹	۴۳	۱۷	۲۷
Co	۲۳٫۲	۲۶٫۸	۱۵٫۳	۱۴٫۳	۱۵٫۸	۱۳٫۹	۱۲٫۳	۱۱٫۵	۹٫۳	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Ni	۵	۵	۵	۴	۹	۶	۷	۶	۳	۳	۳	۳	۵
Zn	۸۹	۹۲	۴۴	۴۱	۴۰	۲۵	۴۵	۲۹	۳۲	۶	۷	۱۱	۱۰
Ga	۱۱٫۷	۱۲٫۳	۱۳٫۶	۱۲٫۹	۱۹٫۱	۱۸٫۸	۱۸٫۵	۱۸٫۶	۱۹٫۲	۱۷٫۸	۱۷٫۳	۳۲٫۳	۳۱٫۹
Y	۷٫۷	۷٫۳	۱۲٫۸	۱۳٫۲	۲۳٫۳	۳۹٫۷	۱۹٫۱	۲۰٫۷	۱۷٫۴	۲۵٫۱	۲۳٫۳	۳۰٫۶	۴۴٫۳
Nb	۰٫۶	۰٫۷	۱۰٫۶	۱۰٫۹	۱۴٫۹	۱۴٫۲	۱۱٫۶	۱۰٫۳	۱۰٫۵	۲٫۳	۱٫۹	۱۳٫۷	۱۲٫۸
Ta	۰٫۲	۰٫۳۲	۶٫۵۸	۶٫۶۳	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۳۳
Zr	۳۶	۴۲	۱۱۸	۱۲۳	۱۱۴	۱۲۱	۱۴۳	۱۸۴	۱۶۸	۱۳۲	۱۲۵	۳۱۲	۳۴۲
Hf	۱٫۰۶	۱٫۱۸	۳٫۱۷	۳٫۳۳	۳٫۷۷	۴٫۰۶	۴٫۷۷	۵٫۹۴	۵٫۳۴	۴٫۳۲	۴٫۱۳	۱۷٫۳۴	۱۹٫۰۱
Pb	۱۳٫۲۱	۱۵٫۵۴	۴۲٫۳۹	۳۸٫۶۶	۴۴٫۲۱	۳۷٫۱۸	۱۴٫۳۰	۱۷٫۱۲	۱۶٫۹۸	۱۴٫۱۲	۷٫۱۱	۵٫۰۳	۶٫۱۴
Th	۱٫۱۰	۱٫۱۲	۱٫۴۴	۱٫۵۳	۳٫۱۳	۲٫۸۸	۲٫۴۲	۲٫۱۳	۱٫۸۴	۰٫۸۱	۰٫۵۴	۴٫۷۶	۵٫۸۹
La	۲٫۲۱	۳٫۱۷	۱۰٫۹۸	۱۱٫۸۶	۹٫۹۲	۱۰٫۱۳	۷٫۰۳	۶٫۹۸	۹٫۰۶	۴٫۹۹	۴٫۹۳	۱۱٫۱۵	۲۳٫۲۱
Ce	۱۱٫۰۲	۹٫۱۲	۲۳٫۸۳	۲۵٫۸۹	۲۵٫۰۱	۲۷٫۱۶	۲۰٫۷۸	۲۱٫۱۴	۲۲٫۰۸	۱۹٫۹۵	۱۹٫۶۳	۲۵٫۸۱	۴۹٫۷۵
Pr	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۳٫۰۲	۲٫۹۸	۲٫۸۲	۲٫۴۱	۲٫۲۲	۱٫۸۳	۱٫۸۱	۱٫۷۹	۱٫۹۵	۱٫۲۵	۲٫۵۷
Nd	۱٫۹۱	۱٫۹۳	۱۵٫۹۷	۱۵٫۶۲	۱۷٫۹۳	۱۴٫۳۵	۱۱٫۵۶	۱۰٫۱۹	۸٫۸۲	۷٫۱۲	۹٫۸۷	۶٫۳۷	۱۲٫۴۴
Sm	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۳٫۵	۳٫۴۶	۴٫۴۸	۴٫۱۳	۳٫۵۳	۳٫۵۸	۳٫۶۸	۳٫۱۰	۳٫۲۱	۱٫۵۹	۲٫۷۰
Eu	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۱٫۴۹	۱٫۵۱	۱٫۴۱	۱٫۲۹	۱٫۰۶	۱٫۰۴	۰٫۹۲	۰٫۶۲	۰٫۵۸	۰٫۲۶	۰٫۲۵
Gd	۰٫۷۲	۰٫۶۹	۵٫۴۵	۵٫۳۱	۵٫۶۱	۵٫۱۴	۴٫۶۰	۴٫۷۲	۴٫۳۸	۳٫۴۵	۳٫۶۲	۲٫۴۸	۳٫۸۱
Tb	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۷۸	۰٫۷۶	۰٫۸۵	۰٫۸۰	۰٫۶۹	۰٫۵۲	۰٫۳۱	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۴۸	۰٫۷۰
Dy	۰٫۶۹	۰٫۶۶	۴٫۳۲	۴٫۲۶	۷٫۳۸	۷٫۱۳	۴٫۸۸	۳٫۳۵	۱٫۹۴	۲٫۱۲	۲٫۰۵	۳٫۲۵	۳٫۹۷
Er	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۲٫۶۳	۲٫۵۹	۳٫۶۶	۲٫۹۱	۱٫۸۹	۱٫۶۱	۰٫۹۵	۱٫۴۵	۱٫۸۳	۲٫۱۲	۳٫۱۰
Tm	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۵	۰٫۳۶
Yb	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۱٫۴۰	۱٫۲۱	۲٫۳۸	۲٫۴۱	۱٫۸۷	۱٫۵۸	۱٫۳۳	۱٫۵۲	۱٫۴۹	۲٫۲۰	۲٫۵۰
Lu	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۳۵	۰٫۲۹	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۳۰
Sum REE	۱۸٫۵۸	۱۷٫۷۱	۷۳٫۸۵	۷۵٫۸۹	۸۲٫۱۸	۷۸٫۵۰	۶۰٫۵۰	۵۶٫۸۶	۵۵٫۵۵	۴۶٫۹۸	۵۰٫۰۲	۵۷٫۴۴	۱۰۵٫۵۷



شکل۳ تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی توده نامن با استفاده از نمودارهای (الف) AFM و (ب) SiO_2-K_2O. ▲= واحد BG؛ Δ= واحد SG؛ + = MHB؛ ■ = HB.



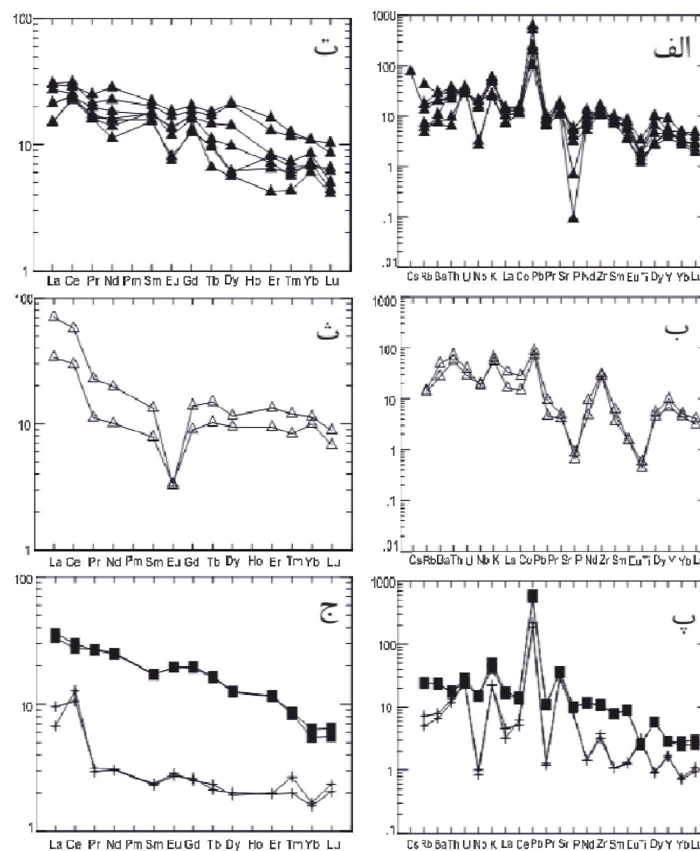
شکل۴ نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس برای سنگ‌های نفوذی توده نامن. علائم همانند شکل۴ است.



شکل۵ نمودارهای دوتایی تغییرات برخی عناصر کمیاب نسبت به سیلیس برای سنگ‌های نفوذی توده‌ی نامن. علائم همانند شکل۴ است.

نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به گوشته‌ی اولیه در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌ی نامن حاکی از غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی شدگی عناصر Nb، Ti و P است (شکل ۶ الف و ب) که با مشخصات ماگماهای مناطق فرورانش همخوانی دارد [۱۲]. الگوهای عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت در گرانیتوئیدهای BG نسبتاً هموار با شیب یکنواخت و غنی‌شدگی نسبی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) [$(La/Yb)_N$ =۲٫۱-۴٫۵] و کمی تهی شدگی یوروپیوم [Eu/Eu^* =(۰٫۵۲-۰٫۸۶)] هستند (شکل ۶ ت). نمودارهای REE در سینوگرانیت‌های SG ظاهری تفکیک یافته‌تر [$(La/Yb)_N$ =۳٫۴-۶٫۲] با تهی‌شدگی شدیدتر Eu [Eu/Eu^* =(۰٫۲۳-۰٫۴۰)] نشان می‌دهند (شکل ۶ ث).

هورنبلند گابروهای نامن از نظر سری ماگمایی، ترکیب متغیر با نوسان نسبتاً زیادی نشان می‌دهند (شکل۳). البته به علت بافت انباشتی (cumulate) در گابروهای نامن، تعیین ماهیت اصلی این سنگ‌ها با استفاده از ترکیب اکسیدهای اصلی امکان‌پذیر نیست. بنابراین ترکیب این سنگ‌ها نمی‌تواند بازگو کننده‌ی ماگمای اولیه باشد. با وجود مشخصات یکسان سنگ نگاری در گابروهای توده‌ی نامن، ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها، به ویژه عناصر کمیاب، تفاوت قابل توجهی بین گابروهای میزبان مگنتیت (MHB) و گابروهای بدون مگنتیت (HB) نشان می‌دهد. میزان سیلیس در همه‌ی گابروها تقریباً مشابه است (در حدود ۵۰ درصد وزنی). نمونه‌های MHB دارای آهن (۹٫۷-۹٫۹ wt%)، تیتانیوم (۰٫۶۵-۰٫۶۸٪)، منگنز (۰٫۱۹-۰٫۲۰) و کلسیم (۱۱٫۳-۱۲٫۵٪) بیشتر و آلومینیوم (۲۰-۲۰٫۸٪)، منیزیوم (۲٫۴-۲٫۶٪)، سدیم (۲٫۳-۳٪)، پتاسیم (۰٫۶۵-۰٫۶۷٪) و فسفر (۰٫۱۷-۰٫۱۸٪) کمتری نسبت به گابروهای HB [(Al_2O_3 =۲۱٫۸-۲۲٫۶ ٪)، MgO =۳٫۸-۳٫۹، Na_2O =۴٫۷-۵، K_2O =۱٫۲-۱٫۵ و P_2O_5 =۰٫۲۱۹-۰٫۲۲۳] هستند. ترکیب عناصر کمیاب در دو گروه سنگ‌های گابرویی توده‌ی نامن تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد: در حالی که نمونه‌های MHB از نظر گوگرد (SO_3 =۰٫۰۷-۰٫۰۸ wt%) و عناصر فلزی (V(۲۵۳٫۲-۲۶۹ ppm)، Cr(۱۶-۲۱)، Co(۲۳٫۲-۲۶٫۸)، Cu(۱۰۷-۱۱۵) و Zn(۸۹-۹۲) نسبت به HB غنی‌شدگی نشان می‌دهند [SO_3(۰٫۰۴ wt%)، V(۲۱۳-۲۱۹ ppm)، Cr (۹-۱۰)، Co(۱۴٫۳-۱۵٫۳)، Cu(۲۶-۳۲) و Zn(۴۱-۴۴)]، در سایر عناصر LILE و HFSE (Rb، Sr، Ba، Sc، Y، Nb، Ta، Mo، Sn، Pb، Th و REE) تهی‌شدگی شدیدی دیده می‌شود (شکل‌های۶ پ و ج)؛ به‌طوری که میزان عناصر نادر خاکی در HB ($\sum$REE =۷۴٫۰۸-۷۶٫۰۹ ppm) به بیش از ۴ برابر نمونه های MHB ($\sum$REE =۱۷٫۴۱-۱۸٫۳۳ ppm) می‌رسد.



شکل۶ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۳] برای واحد BG (الف)، SG (ب) و هورنبلند گابروها (پ)؛ و الگوی REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۴] برای واحد BG (ت)، SG (ث) و هورنبلند گابروها (ج) در توده نامن. علائم همانند شکل۴ است.

بحث و برداشت

سنگ‌های نفوذی نامن دارای تنوع گسترده ای بوده و به گروه‌های مختلف بازی (گابروها) و اسیدی (واحدهای گرانیتوئیدی) قابل تقسیم اند. این سنگ‌ها می‌توانند از خاستگاه یکسان تشکیل شده باشند، یا از منابع مختلف مشتق شده باشند. در حالت اول می‌توان توده‌ی نفوذی نامن را حاصل جدایش ماگمای اولیه‌ی واحد فرض کرد. در این صورت هورنبلند گابروها را باید کومولای آمفیبول و پلاژیوکلاز در نظر گرفت و سینو گرانیت‌ها (واحد SG) را محصول نهایی جدایش این ماگما دانست. بنابراین، جدایش آمفیبول باید نقشی اساسی در این روند ایفا کند به طوری که میزان آمفیبول از بیش از ۴۰ درصد مدی در هورنبلند گابروها تا میزان ناچیز درسینوگرانیت‌ها تغییر کند. از آنجا که در آمفیبول D(Nb)/D(Ta) >1 [۱۵] و D(Dy)/D(Yb) >1 [۱۶] است، جدایش آمفیبول در ماگما باعث کاهش نسبت‌های Nb/Ta و Dy/Yb در گدازه ی باقی‌مانده خواهد شد. بنابراین اگر فرض جدایش ماگمای اولیه‌ی یکسان صحیح باشد، باید سینوگرانیت‌ها دارای کمترین مقادیر از این نسبت‌ها باشند و هورنبلند گابروها نسبت به سنگ‌های دیگر به شدت غنی شده باشند. اما چنین پدیده‌ای در سنگ‌های نفوذی نامن مشاهده نمی‌شود. نسبت Nb/Ta در سینوگرانیت‌های نامن (۴۷٫۲-۳۸٫۸) و واحد BG (۵۵٫۳-۶٫۸) بیشتر از هورنبلند گابروها (۳-۱٫۶) است و این روند کاملاً عکس آن چیزی است که در جدایش آمفیبول از ماگمای مادر واحد باید رخ دهد. بنابراین خاستگاه ماگماهای اولیه سنگ‌های مافیک و فلسیک توده‌ی نامن باید متفاوت از یکدیگر باشند. البته در بسیاری از نمودارهای دوتایی که در بخش‌های پیش مورد بررسی قرار گرفتند نیز سنگ‌های فلسیک و مافیک روندها و ویژگی‌های کاملاً متفاوتی را نشان می دهند که مؤید خاستگاه متفاوت این سنگ‌ها است.

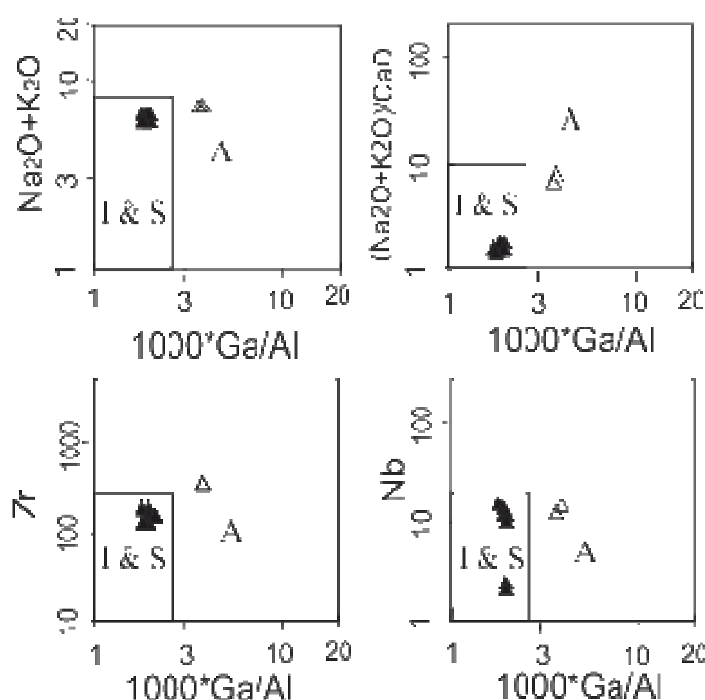
سنگ‌زایی گرانیتوئیدها

اگر واحدهای SG و BG از یک فاز ماگمایی مشترک ریشه گرفته باشند، سینوگرانیت‌ها (SG) را باید شکل گرفته‌ترین اعضا دانست که از جدایش ماگمای گرانیتوئیدی اولیه حاصل شده است. در این صورت با توجه به تفاوت ترکیب کانی

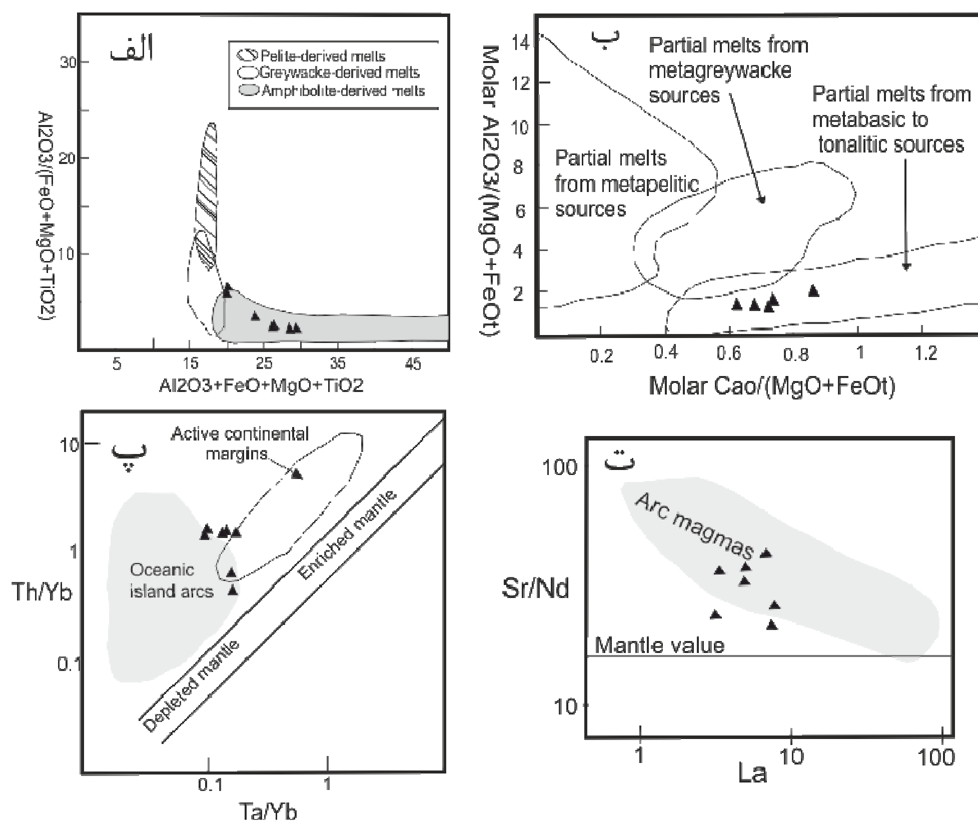
شناسی سینوگرانیتها و سنگ‌های واحد BG، این سنگ‌های شکل گرفته باید از جدایش چشمگیر بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز حاصل شده باشند. البته ترکیب عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای نامن نشان می‌دهد که سینوگرانیت‌ها نمی‌توانند محصول نهایی چنین جدایش ماگمایی باشند چون تهی شدگی عناصر MREE و HREE، تهی شدگی شدید Eu و کاهش شدید نسبت Nb/Ta و Dy/Yb به واسطه‌ی تبلور آمفیبول و پلاژیوکلاز در آن‌ها رخ نداده است و حتی در برخی موارد حالت عکس نیز مشاهده می‌شود (جدول۱ و شکل۶). در بخش‌های پیش نیز یادآور شدیم که تغییرات عناصر کمیاب این دو واحد متفاوت هستند (شکل۷) و ویژگی‌های صحرایی نیز روند تشکیل متفاوتی برای این دو واحد گرانیتوئیدی پیشنهاد می-کند. علاوه براین میزان بالای LILE و HFSE در سینوگرانیت‌ها موجب تمایز آن‌ها از گرانیتوئیدهای BG در نمودارهای جداکننده‌ی انواع گرانتوئید [۱۷] می‌شود؛ به طوری که سینوگرانیت‌های SG در رده‌ی گرانیتوئیدهای نوع A واقع قرار می‌گیرند (شکل۷). محاسبه‌ی دمای اشباع از زیرکن [۱۸] در گرانیتوئیدهای نامن (جدول۱) نیز بر تفاوت ماهیت دو واحد گرانیتوئیدی تأکید دارد: در حالی که گرانیتوئیدهای BG در دمای نسبتاً پایینی تشکیل شده‌اند (۷۲۷-۷۸۰°C)، در صورتی که سینوگرانیت‌های SG دمای تشکیل بالاتری (۸۷۱-۸۷۸°C) را در مقایسه با سینوگرانیت‌های SG نشان می‌دهند. با توجه به این شواهد می‌توان نتیجه گرفت که دو واحد گرانیتوئیدی توده‌ی نامن روند تکاملی متفاوتی را گذرانده‌اند، بنابراین سنگ زایی آن‌ها به صورت جداگانه بررسی می‌شود.

سنگ زایی واحد BG

گرانیتوئیدهای واحد BG شبه رخشانند و حاوی آمفیبول، تیتانیت ماگمایی و مگنتیت بوده و دارای دیوپسید انگاری بوده و میزان بالای Na2O،CaO و Sr هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که این واحد گرانیتوئیدی در گروه گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرد [۱۹]. منابع مختلفی برای ماگماهای سیلیسی تا حد شبه رخشان و یا اندکی شبه رخشان شبیه به BG مطرح شده است که آن‌ها را به دو گروه اصلی می‌توان تقسیم کرد: (۱) جدایش بلوری از ماگمای بازالتی و/یا بونینیتی مشتق شده از گوشته [۲۰] و (۲) ذوب بخشی سنگ‌های مختلف مشتق شده از گوشته [۱۹]. در اینجا نخست احتمال تبلور جدایشی را بررسی می‌کنیم. تولید حجم بالایی از ماگمای گرانیتی همچون واحد BG از طریق تبلور جدایشی بایستی سنگ‌های گابرویی و کومولایی عظیمی را بر جای گذارد. در توده‌ی نامن گرانیت‌های حجیم را تنها حجم محدودی از گابروهای انباشتی همراهی می‌کند. به علاوه، اگر گابروها و گرانیت‌های نامن از طریق تبلور بخشی با هم در ارتباط بودند که البته، چنانکه در بالا اشاره شد، ترکیب عناصر کمیاب گرانیتوئیدها و گابروهای نامن امکان تشکیل آن‌ها از طریق تبلور بخشی ماگمای مشترک را منتفی می‌سازد. مقایسه‌ی ترکیب گرانیتوئیدهای BG با داده‌های تجربی حاصل از ذوب منابع مختلف، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها با گدازه‌های حاصل از ذوب خاستگاه مافیک دگرگون-شده (آمفیبولیت) همخوانی دارند (شکل ۸الف و ب). در بخش پیش گفته شد که آرایش نمودار عنکبوتی در گرانیتوئیدهای BG مشابه ماگماهای مناطق فرورانش است. علاوه براین ترکیب عناصر HFSE در این گرانیتوئیدها با ماگماهای مناطق قوسی همخوان است (شکل۸ پ و ت). برای تشکیل ماگماهای گرانیتوئیدی حاصل از ذوب سنگ‌های بازی دگرگون‌شده در محیط‌های قوسی، مدل‌های سنگ شناختی مختلفی ارائه شده است که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از [۲۱]: (۱) ذوب بخشی پهنه ی فرورونده یا گوه‌ی گوشته‌ای دگرسان شده‌ی روی آن؛ (۲) ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی یا معادل دگرگونی آن‌ها در قاعده‌ی پوسته. ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب ورقه فرورونده‌ی به علت وجود گارنت در منبع، دارای تمرکز پایینی از عناصر HREE و نسبت بالای LREE/HREE و Sr/Y هستند. الگوهای REE در سنگ‌های BG (شکل ۷) و نسبت-های پایین $(Tb/Yb)_N$ =۱٫۰۹-۱٫۶۷ و (۹٫۰۵-۱۹٫۲۸) Sr/Y، احتمال حضور گارنت را به عنوان یک فاز جدا شده یا بازمانده در خاستگاه رد می کند. بنابراین، احتمال تشکیل این گرانیتوئیدها از طریق ذوب ورقه‌ی فرورونده وجود ندارد، و ذوب بخشی مناطق عمیق گوه‌ی گوشته‌ای (خاستگاه گارنت آمفیبولیت) نیز نمی‌تواند به‌عنوان چگونگی تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی BG در نظر گرفته شود. از این رو، سنگ‌های مافیک پوسته‌ی تحتانی را می‌توان به‌عنوان بهترین خاستگاه گرانیتوئیدهای نامن معرفی کرد. ماگمای گرانیتوئیدی اولیه که حاصل ذوب بخشی این خاستگاه بود، طی شکل گیری بعدی سنگ‌های مختلف واحد BG را به‌وجود آورده است. تغییرات ترکیبی سنگ‌های BG (شکل‌های ۴ و ۵) نقش چشمگیر تبلور جدایشی را در این واحد مشخص می‌سازد. وجود برونبوم‌های ریز دانه‌ای مافیک نیز می‌تواند مؤید نقش اختلاط ماگمایی طی تشکیل این واحد باشد [۲۲].



شکل۷ نمودارهای متمایز کننده‌ی گرانیت‌های نوع A از سایر گرانیت‌ها [۱۷] برای گرانیتوئیدهای توده نامن. علائم همانند شکل۴ است.



شکل۸ نمودارهای مشخص کننده ترکیب مذاب‌های حاصل از ذوب منابع مختلف در آزمایش‌های تجربی (الف [۲۳] و ب [۲۴]). همانگونه که در شکل مشخص است گرانیتوئیدهای واحد BG در گستره‌ی مذاب‌های مشتق شده از ذوب سنگ‌های بازیک دگرگون شده (آمفیبولیت) قرار می‌گیرند. نمودارهای (پ) Th/Yb در مقابل Ta/Yb [۲۵] و (ت) La در برابر Sr/Nd [۱۲] متمایز کننده‌ی ماگماهای قوسی از سایر ماگماهای گوشته‌ای. گرانیتوئیدهای BG در گستره‌ی ماگماهای قوسی جای می‌گیرند.

سنگ‌زایی واحد SG

چنانکه پیش از این اشاره شد، سینوگرانیت‌های SG دارای ویژگی‌های خاص ژئوشیمیایی همچون غنی بودن از عناصر HFSE، تهی شدگی از Ca، Sr و Ba، پرآلومین بودن و دمای بالای اشباع زیرکونیم شناخته می‌شوند. این ویژگی‌ها مشابه با شاخص‌های تعریف شده برای گرانیتوئیدهای آلومین A است که در نقاط مختلف دنیا معرفی شده‌اند [۲۶]. گرانیتوئیدهای آلومین A متفاوت از گرانیتوئیدهای A پرآلکالین هستند. امکان تشکیل این نوع گرانیتوئیدها در هر زمان و طی هر یک از مراحل تکامل تکتونوماگمایی وجود دارد و بنابراین نمی‌توانند بیانگر جایگاه خاص زمین‌ساختی باشند [۲۶]. برای تعیین خاستگاه گرانیتوئیدهای دگرگون شده همچون سینوگرانیت-های SG نیاز به داده‌های دقیق ایزوتوپی است، ولی با توجه به خواص ژئوشیمیایی (همچون پرآلومینیتی بودن شدید و دمای بالا) و تشکیل آن‌ها در یک محیط فرورانشی، می‌توان آن‌ها را ماگماهای با دما بالای مشتق شده از ذوب بخشی یک خاستگاه فلسیک پوسته‌ای دانست که به وسیله ورود گرمای گوشته‌ای شکل گرفته‌اند [۲۷].

سنگ‌زایی هورنبلند گابروها

گابروهای نامن سنگ‌های کومولایی از آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند. بدون داده‌های ژئوشیمیایی تفضیلی و تنها براساس ترکیب عناصر نمی‌توان مشخصات اصلی ماگما در این سنگ‌ها (قلیایی یا نیمه‌قلیایی، محیط زمین‌ساختی، میزان ذوب بخشی، سنگ مادر و ...) را تعیین کرد. اما چنانکه گفته شد، داده‌های گرانیتوئیدها و بررسی‌های دیگر انجام گرفته در این ناحیه، وجود منطقه‌ی فرورانش را در منطقه تأیید می‌کند. در چنین محیطی امکان تشکیل انواع ماگماهای مافیک (همچون ماگمای مادر هورنبلند گابروهای نامن) از ذوب بخشی گوشته زیر قاره-ای امکان‌پذیر است. تشخیص دقیق نوع سنگ گوشته‌ای، میزان ذوب بخشی و فرایندهای بعدی دخیل در تشکیل ماگمای مادر (آغشتگی با شاره‌های فرورانشی، اختلاط ماگمایی و ...) نیاز به داده‌های تکمیلی دارد. وجود فازهای مختلف مافیک (دیوریت تا دیوریت گابرویی) در توده‌های مختلف اطراف پهنه‌ی سبزوار توسط محققین مختلف گزارش شده است [۳،۷]. دیوریت‌های ارغش در شرق سبزوار سن پرکامبرین دارند [۳] و به نظر نمی-رسد با گابروهای نامن ارتباط ژنتیکی داشته باشند. فازهای مافیک موجود در توده‌ی کوه میش در جنوب سبزوار، از نظر سنی و موقعیت زمین‌ساختی می‌توانند با گابروهای نامن همخوانی داشته باشد [۷]. سنگ‌های مافیک نامن از نظر سنگ نگاری ترکیبی متنوعی از دیوریت تا هورنبلند گابروها دارند ولی داده‌های ژئوشیمیایی از این فازها ارائه نشده است [۷]. برای مقایسه انواع سنگ‌های نفوذی مافیک و تعیین ارتباط بین آن‌ها در پهنه‌ی سبزوار، بررسی فراگیر و دقیق فازهای مافیک توده-های همراه با داده‌های ژئوشیمیایی مناسب در پژوهش‌های آینده ضروری است.

چنانکه در بخش‌های پیش اشاره شد، وجود یک منطقه‌ی فرورانشی در پهنه‌ی سبزوار و هنگام تشکیل توده‌ی نامن به اثبات رسیده است [۸-۱]. داده‌های ژئوشیمیایی توده‌ی نامن نیز حاکی از شکل‌گیری سنگ‌های نفوذی در یک منطقه‌ی قوسی است (شکل۷ پ وت). در این جایگاه‌های زمین‌شناسی، امکان تشکیل انواع ماگماهای مافیک وجود دارد [۲۰]. در نواحی فرورانشی مقدار فراوانی شاره‌ی آبدار از ورقه فرورانده به گوه‌ی گوشته‌ای اضافه می‌شود که خود می‌تواند موجب ایجاد ماگماهای بازالتی آهکی- قلیایی شود. علاوه براین ماگمای مافیک در این مناطق می‌تواند به‌وسیله‌ی فرایندهای تکتونوماگمایی متفاوت همچون ورقه ورقه شدن (delamination) و شکسته شدن ورقه فرورانده شده (slab break-off) نیز شکل بگیرد [۲۸]. صعود این ماگماهای تولید شده در عمق می‌تواند از سمت پایین گرمای لازم برای ذوب پوسته آمفیبولیتی را فراهم کرده و موجب تشکیل ماگمای گرانیتی شود. این پدیده در مناطق همگرا پدیده ای رایج است

[۲۹] و می‌تواند به‌عنوان فرایند اصلی در تشکیل انواع ماگماهای توده‌ی نامن نیز در نظر گرفته شود.

کانه‌زایی و تأثیر آن در سنگ زایی هورنبلند گابروها

پدیده‌ی مهم دیگری که در گابروی نامن دیده می‌شود تشکیل کانسنگ مگنتیت در بخشی از رخنمون این توده است. چنانکه پیش از این گفته شد، تفاوت‌های مشخصی بین ترکیب شیمیایی و عناصر کمیاب در گابروهای میزبان کانسنگ (MHB) و گابروهای فاقد آن (HB) وجود دارد: در حالی که نمونه‌های MHB از نظر گوگرد و عناصر فلزی V، Cr، Co، Cu و Zn نسبت به HB غنی شدگی نشان می‌دهند (جدول۱)، در عناصر دیگر LILE و HFSE (Rb، Sr، Ba، Sc، Y، Nb، Ta، Mo، Sn، Pb، Th و REE) تهی‌شدگی شدید دیده می‌شود (شکل‌های ۶ پ و ج). تفاوت‌های ژئوشیمیایی بین نمونه‌های MHB و HB بیانگر جدایش ترکیب ماگمای مافیک اولیه است. وجود مقادیر زیاد کانی‌های حاوی مواد فرار به ویژه آمفیبول در گابروها نشاندهنده‌ی نقش مؤثر مواد فرار در شکل-گیری آن‌هاست. تجزیه الکترود یونی نمونه‌ها، بیانگر تفاوت چشمگیر میزان فلوئور در این دو دسته از گابروهای نامن است (جدول۱). میزان F در HB (ppm ۱۰۳۸-۹۸۰) بسیار بالاتر از MHB (ppm ۴۶۷ تا ۴۸۵) است. چنانکه پیش از این اشاره شد، میزان فسفر نیز در HB بیشتر از MHB است ولی برای گوگرد عکس این موضوع مصداق دارد (جدول۱). البته مقدار کل مواد فرار در همه‌ی گابروها تقریباً برابراست (٪۱٫۰۱-۰٫۹۳ =L.O.I)، بنابراین باید جدایش فاز فرار در ماگمای مافیک نامن به گونه‌ای رخ داده باشد که دو بخش متمایز غنی از F و P (که تشکیل HB را داده) و غنی از آب و گوگرد (که تشکیل MHB را داده‌اند) تقسیم شده باشد. بدین ترتیب عناصر فلزی به‌طور ترجیحی در نمونه‌های MHB تمرکز بیشتری یافته‌اند و عناصر LILE و REE در HB متمرکز شده‌اند. این فرضیه با داده‌های تجربی نیز همخوانی دارد. آزمایش‌ها نشان می‌دهند که عناصر ناسازگار LILE و HFSE به‌راحتی در همبافت‌های فلوئورو حل می‌شوند [۳۰]؛ بنابراین چنین به‌نظر می‌رسد که در گابروهای نامن بیشتر این عناصر ناسازگار در نمونه‌های HB که حاوی بالاترین میزان فلوئور هستند، انباشته و عناصر فلزی در نمونه‌های MHB غنی از گوگرد متمرکز شده‌اند.

فرایندهای مختلف زمین‌ساختی و ژئوشیمیایی می‌توانند در تشکیل کانه‌های مگنتیت از ماگمای گابرویی نقش داشته باشند [۳۱]. مگنتیت‌های موجود در MHB به‌صورت قطعات مدور در داخل گابروها شکل گرفته‌اند. علاوه بر آن مگنتیت به‌صورت کانی نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار در بافت خود گابروها نیز وجود دارد. این شواهد در گابروهای نامن مؤید خاستگاه ماگمایی مگنتیت‌ها و جدایش بخش اکسیدی غیر قابل ترکیب با گابروهاست. تشکیل گدازه‌ی اکسیدی ترکیب با امتزاج از ماگمای سیلیکاتی از طریق فرایندهای مختلف همچون جدایش کانی‌ها، ترکیب ماگمایی، تغییر در گریزندگی اکسیژن و یا ورود شاره امکان‌پذیر است [۳۲]. البته تعیین عامل یا عوامل اصلی در پیدایش این پدیده در توده‌ی نامن نیاز به بررسی‌های بیشتر (بررسی کانی نگاری و ژئوشیمی کانسنگ) دارد ولی حضور پراکنده کانی‌های سولفیدی و آپاتیت در گابروهای نامن بیانگر این است که گوگرد و فسفر می‌توانند به‌عنوان عوامل شاری (fluxing agents) عمل کرده و گسترش آبگون‌های غیرقابل ترکیب را سرعت بخشیده باشند [۳۱]. همراهی آمفیبول و مگنتیت نشان می‌دهد که آب و شاره‌های دیگر نیز در این فرایند نقش داشته‌اند. شاره‌های غنی از آب و دی‌اکسیدکربن می‌توانند از طریق سنگ دیواره و طی جایگیری ماگمای گابرویی آهن‌دار یا پس از آن وارد محیط شوند [۳۲]. فراوانی کانی‌های آب‌دار در گابروهای نامن بیانگر ورود شاره‌های به سیستم در طول تبلور است.

اگر نوع کانه‌زایی مگنتیت در هورنبلند گابروهای نامن با انواع معمول کانسارهای آهن (اسکارن، رسوبی، گرمابی و کایرونا) مقایسه شود، باید گفت که شباهتی بین کانسارهای

اسکارن و رسوبی با کانه‌زایی نامن دیده نمی‌شود؛ منطقه‌بندی و دگرسانی خاص کانسارهای گرمابی در این منطقه مشاهده نمی‌شود و کانی‌زایی آپاتیت رایج در نوع کایرونا نیز در نامن ظاهر نشده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی هورنبلندگابروهای نامن با کانسارهای آهن کولا در روسیه [۳۱] و ایالت‌های بزرگ آذرین چین [۳۲] بیشتر همخوانی نشان می‌دهند.

برداشت

داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از تجزیه‌ی نمونه‌های توده‌ی نامن، بیانگر وجود سه فاز مختلف با ماهیت آهکی- قلیایی و ویژگی ماگماهای مناطق فرورانش است. واحد سینوگرانیتی (SG) که دستخوش دگرسانی چشمگیری شده‌است، شامل گرانیت‌های آلومین A با درصد بالایی از فلدسپار، کوارتز و ترکیب شیمیایی غنی از عناصر HFSE و تهی از Ca، Sr و Ba می‌شود. این گرانیت‌ها حاصل تبلور ماگمای با دمای بالای تشکیل شده از ذوب سنگ‌های فلسیک پوسته‌ای هستند. بزرگ‌ترین‌ترین فاز ماگمایی در این منطقه (واحد BG) شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های نفوذی گرانودیوریت، کوارتزمونزودیوریت و کوارتز دیوریت می‌شود. این واحد وابسته به گرانیتوئیدهای نوع I بوده و ترکیب آن با گدازه‌های مشتق شده از ذوب بخشی آمفیبولیت‌های پوسته‌ی تحتانی همخوانی دارد. فرایندهای بعدی ترکیب ماگمایی و جدایش بلوری نیز در تشکیل انواع سنگ‌های واحد BG، نقش ایفا کرده‌اند. هورنبلند گابروهای نامن سنگ‌های انباشتی متشکل از آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند. پیدایش کانسنگ مگنتیت در برخی رخنمون‌های گابرویی موجب شکل گیری متفاوت ترکیب قابل ملاحظه در گابروهای میزبان مگنتیت (MHB) و سنگ‌های فاقد مگنتیت (HB) شده است. نمونه‌های MHB نسبت به HB غنی از عناصر فلزی V، Cr، Co، Cu، Zn و فقیر از عناصر ناسازگار LILE و HFSE هستند. از نظر مواد فرار سنگ‌های MHB غنی از گوگرد و آب و گابروهای دیگر، غنی از فلوئور و فسفر هستند. جدایش فاز فرار طی شکل‌گیری ماگمای گابرویی موجب جدایی ترکیب شیمیایی، به ویژه عناصر کمیاب، در این دو گروه شده است. جدایش گدازه‌ی اکسیدی غیرقابل ترکیب از ماگمای گابرویی موجب ایجاد کان-سنگهای مگنتیت در توده-ی نامن شده است و شواهد شیمیایی نشاندهنده‌ی نقش مؤثر شاره‌های در این فرایند است.

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از داوران محترم که با نظرات ارزنده خود سهم به سزایی در ارتقای کیفیت این تحقیق داشتند، کمال تشکر و قدردانی را به عمل آورند.

مراجع

[1] Rossetti F., Nasrabadi M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes V., Razavi M. H., Moin Vaziri H., "*Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran*", Terra Nova, 22 (2010) 26-34.

[2] Rossetti F., Nasrabadi M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F., Vignaroli, G. (in press) "*Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)*", Geological Society of America Bulletin (2014) doi: 10.1130/B30913.1.

[3] Alaminia Z., Karimpour M.H., Homam S.M., Finger F., "*The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications*", Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 102 (2013) 1603-1625.

[4] Khalatbari Jafari M., Babaie H.A., Gani M., "*Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran*", Journal of Asian Earth Sciences, 70-71 (2013a) 209–230.

[5] Khalatbari Jafari M., Babaie H.A., Mirzaie M., "*Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, northeast Iran*", Geological Magazine, 150 (2013b) 862-884.

[۶] جمشیدی خ.، قاسمی ح.، صادقیان م.، *"سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار"*، پترولوژی، شماره ۱۷ (۱۳۹۳) ص ۶۸-۵۱.

[۷] قورچی روکی م.، کریمپور م.ح.، ابراهیمی نصرآبادی خ.، *"تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار"*، پترولوژی، شماره ۱۶ (۱۳۹۲) ص ۲۰-۱.

[8] Shafaii Moghadam H., Zaki Khedr M., Arai S., Stern R.S., Ghorbani G., Tamura A., Ottley C., *"Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites"*, Gondwana Research (2013, in press) http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.007.

[9] Pilger A., "*Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge*", Clausthaler Geol Abh 8 (1971) 1–27.

[10] Alavi M., "*Tectonic Map of the Middle East, Scale 2,500,000*" (1991) Geological Survey of Iran, Tehran.

[۱۱] نصرآبادی م.، روزتی ف.، معین‌وزیری ح.، رضوی س.م.ح.، محجل م.، *"کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی شیست-های آبی مجموعه‌ی دگرگونی سلطان آباد (شمال شرق سبزوار)"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران"، شماره ۱ (۱۳۹۱) ص ۱۴۰-۱۲۱.

[12] Tatsumi Y., Eggins S.M., "*Subduction Zone Magmatism*", (1995) Blackwell Science, Cambridge, MA.

[13] Sun S. S., McDonough W. F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes*". In: Magmatism in oceanic basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Geological Society of London (1989) 42 313-345.

[14] Nakamura N,, "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", Geochimica et Cosmochimica Acta (1974) 38 757-775.

[15] Tiepolo M., Bottazzi P., Foley S.F., Oberti R., Vannucci R., Zanetti A., "*Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanian pargasite and kaersutite*", Journal of Petrology (2001) 42, 221–232.

[16] Sisson T.W., "*Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe*", Chemical Geology (1994) 117, 331–344.

[17] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "*A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and Petrogenesis*", Contributions Mineralogy and Petrology (1987) 95 407–419.

[18] Watson E.B., Harrison M., "*Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types*", Earth and Planet Science Letters (1983) 64 295–304.

[19] Chappell B.W., White A.J.R., "*Two Constrasting granite types: 25 years later*", Australian Journal of Earth Science (2001) 48 489-499.

[20] Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W. B., Glazner A. F., "*Voluminous granitic magmas from common basaltic sources*", Contributions to Mineralogy and Petrology (2005) 148 635-661.

[21] Saito S., Arima M., Nakajima T., Misawa K., Kimura J-I., "*Formation of Distinct Granitic Magma Batches by Partial Melting of Hybrid Lower Crust in the Izu Arc Collision Zone, Central Japan*", Journal of Petrology (2007) 48(9) 1761-1791.

[22] Vernon R.H., "*Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment*", Nature (1984) 309 438-439.

[23] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., "*Highpotassium, calc-alkaline plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)*", Lithos (2000) 50 51–73.

[24] Patino Douce A.E., "*What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernandez and J.L. Vigneresse (Eds.), Understanding granites: integrating new and classical techniques*", Geol. Soc. London (1999) 168 55-75.

[25] Pearce J.A., "*Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Eds.), Continental Basalt and Mantle Xenoliths*", Nantwich, UK, Shiva, (1983) 230-249.

[26] King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M., "*Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia*", Journal of Petrology (1997) 38 371–391.

[27] Patino Douce A.E., "*Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids*", Geology (1997) 25 743-746.

[28] Von Blanckenburg F., Davies J.H., "*Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*", Tectonics (1995) 14:120–131.

[29] Huppert H.E., Sparks R.S., "*The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust*", Journal of Petrology (1998) 29 599– 624.

[30] Montero P., Floor P., Corretge G., *'The accumulation of rare-earth and high-field-strength elements in peralkaline granitic rocks: The Galineiro orthogneissic complex, northwestern Spain*", Canadian Mineralogist (1998) 36 683–700.

[31] Latypov R.M., Chistyakova S.Y., "*Physicochemical Aspects of Magnetite Gabbro Formation in the Layered Intrusion of the Western Pansky Tundra, Kola Peninsula, Russia*", Petrology (2005) 9 28-50.

[32] Zhou M.F., Robinson P.T., Lesher C.M., Keays R.R., Zhang C.J., Malpas J., "*Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China*", Journal of Petrology (2005) 46 2253-2280.